

# بررسی ژئوتکنیکی و پهنه‌بندی لرزه‌ای آبرفت در باختر تهران

یوسف علاء دین<sup>۱</sup>، مرتضی طالبیان<sup>۲</sup>، مهران آراین<sup>۳</sup> و محمد مهدی احمدی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۳</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران  
<sup>۴</sup>استاد، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۱/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۴

## چکیده

زمین لرزه یک پدیده غیرقابل انکار است که چنانچه در مناطق پرجمعیت رخ دهد خسارات زیادی را از نظر مالی و جانی به وجود می‌آورد. آسیب‌پذیری ساختمان‌ها در شهرها نه تنها تابع بزرگی و فاصله از کانون زمین لرزه بلکه ویژگی‌های فیزیکی خاک زیر ساختگاه است. در این پژوهش آبرفت که در بخشی از باختر تهران شامل مناطق ۲، ۵، ۹ و ۱۰ و شمال منطقه ۱۷، بین طول‌های جغرافیایی ۲۳°۵۱' و ۱۵°۵۱' و عرض‌های جغرافیایی ۴۰°۳۵' و ۳۵°۵۰' قرار گرفته و گستردگی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع دارد، مورد مطالعه قرار گرفته است. بدین منظور ابتدا با برداشت‌های صحرایی در منطقه نسبت به شناسایی موقعیت دقیق تر گسل‌ها همراه با گردآوری و بررسی دوباره داده‌های موجود در آبرفت‌های تهران اقدام شده است. سپس داده‌های حدود ۴۴۰ گمانه ژئوتکنیکی مربوط به بیش از ۱۰۰ پروژه عمرانی مورد بازنگری قرار گرفت و با استفاده از نمودارهای رسوبی گمانه‌ها، منطقه مورد مطالعه به سه زون اصلی، درشت‌دانه، بینابینی و ریزدانه تقسیم شد. همچنین ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی نهشته‌های آبرفتی منطقه مورد مطالعه استخراج و سپس مبادرت به تهیه نقشه آنان شد. با ترکیب این داده‌ها منطقه مورد مطالعه از نظر تشدید دامنه امواج زمین لرزه به سه زون بدون تشدید، با شدت کم و با شدت بیشتر تقسیم شد. در بررسی‌های تکمیلی سطح آب‌های زیر سطحی و وضعیت ساختار زیر سطحی منطقه مورد ارزیابی قرار گرفته است. با در نظر گرفتن وضعیت دانه‌بندی و سطح آب زیرزمینی به نظر می‌رسد که منطقه مورد مطالعه فاقد استعداد روانگرایی است.

**کلید واژه‌ها:** زمین لرزه، ژئوتکنیک، آبرفت، پهنه‌بندی لرزه‌ای، روانگرایی.

\*نویسنده مسئول: مرتضی طالبیان

E-mail: morteza100@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

از آنجا که کلان‌شهر تهران به سرعت در حال بزرگ‌شدن است و از سویی به وسیله گسل‌هایی بزرگ و مهم احاطه شده و همچنین به عنوان پایتخت، مجموعه سازمان‌ها و ادارات مهمی را در خود جای داده است، بررسی گستره آن از جنبه نوع و گسترش آبرفت و نقش آن در تکان‌های مخرب و شدید بیش از پیش ضروری به نظر می‌رسد. با توجه به این که بیشتر نقشه‌ها بر اساس مشاهدات سطحی تهیه شده‌اند و اطلاعات مناسبی از ژرفا به ما نمی‌دهد، از این رو با استفاده از داده‌های مهمی که از مطالعات ژئوتکنیک در پروژه‌های سطح شهر به دست آمده است می‌توان نسبت به تهیه یک نقشه، که نشان‌دهنده گسترش آبرفت و ارتباط آن با فعالیت گسل‌ها در گستره مورد نظر است، اقدام کرد و با دیگر اطلاعات موجود از قبیل میزان نفوذ آب‌های زیرسطحی، وزن مخصوص و تعداد ضربات در انجام نفوذ استاندارد با در نظر گرفتن زمین‌شناسی ساختمانی منطقه، رفتار آبرفت در برابر لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله را مورد ارزیابی قرار داد. ریز پهنه‌بندی و تفکیک نوع آبرفت در گذشته به طور محدود در تهران انجام شده است که از آن میان می‌توان به پروژه مشترک آژانس همکاری‌های بین‌المللی ژاپن و شهرداری تهران (JICA, 2000) و یا ریز پهنه‌بندی بر اساس داده‌های یک پروژه مایکروترمو در جنوب تهران (جعفری و اصغری، ۱۳۷۶) و شمال تهران (جعفری، ۱۳۸۱) که به وسیله پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله انجام شده اشاره کرد. ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای شهر بم (مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، ۱۳۸۴) نخستین نمونه نسبتاً کامل آن است که با استفاده از داده‌های ژئوتکنیکی و ژئوفیزیکی به وسیله مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن انجام شده است.

منطقه مورد مطالعه بخشی از باختر تهران شامل مناطق ۲، ۵، ۹ و ۱۰ و شمال منطقه ۱۷ است که از شمال به حریم شهرداری ۲ و ۵، از جنوب به راه آهن تهران- تبریز، از باختر به رودخانه کن و از خاور به بزرگراه شهید چمران محدود شده و بین طول‌های جغرافیایی ۲۳°۵۱' و ۱۵°۵۱' و عرض‌های جغرافیایی ۴۰°۳۵' و ۳۵°۵۰' قرار گرفته و حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع گستردگی دارد.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه تهران از دیدگاه زمین‌شناسی تقریباً در مرز دو پهنه زمین‌ساختی مهم توران و ایران مرکزی قرار دارد. با اعمال نیروهای زمین‌ساختی حاصل از فشرده شدن پوسته زمین در این ناحیه ساختارهای رسوبی ناهمبندی‌های زمین‌ساختی موجود را به وجود آورده‌اند و با ادامه و تشدید فعالیت‌های زمین‌ساختی افزون بر ایجاد ساختمان‌های چین خورده، سبب شکستگی‌های بزرگ در قشر رسوبی و همچنین در پی سنگ شده است که این روند هنوز ادامه دارد. کوتاه‌شدگی پوسته زمین در منطقه به علت نزدیک شدن صفحه ایران مرکزی و توران است که از میوسن شروع شده و تا به امروز ادامه دارد (عکاشه، ۱۳۷۸). کوتاه‌شدگی کلی البرز حدود ۳۰ کیلومتر در طول جغرافیا که از تهران عبور می‌کند برآورد شده است (Allen et al., 2003).

براساس مطالعات انجام شده به کمک اندازه‌گیری‌های ژئودزی میزان کوتاه‌شدگی البرز در راستای شمالی - جنوبی، معادل ۵±۲ میلی‌متر در سال برآورد شده است. این مطالعات همچنین بر وجود حرکات برشی چپگرد به میزان ۴±۲ میلی‌متر در سال در این کمربند دلالت دارند که با حرکات زمین‌شناسی مشاهده شده در امتداد خاوری - باختری گسل‌های امتدادلغز فعال در این پهنه سازگاری دارند (Vernant et al., 2004).

گسل‌های فعال متعددی پهنه البرز مرکزی را متأثر می‌سازند و بیشتر گسل‌های فوق موازی روند اصلی رشته کوه البرز هستند. گسلش فعال، آتشفشانی عهد حاضر و ارتفاعات بلند، از مشخصه‌های مهم ژئوتکنیکی این منطقه به شمار می‌آیند.

پیشینه‌نو زمین‌ساخت البرز مرکزی را می‌توان به دو فاز مجزا تقسیم کرد. اولین مرحله در میوسن اتفاق افتاد که در آن فشاری شمالی - جنوبی، میان بلوک‌های ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی غالب شد (براساس یک فرضیه، محور گسل‌های راستگرد و شاید چپگرد فعال بوده‌اند). مرحله دوم در پلیوسن پسین رخ داده که در آن تغییرات فشاری دائم به همراه گسل‌های امتداد لغز چپگرد در امتداد درازای البرز است که با حرکت به سوی باختر حوضه خزر همخوانی دارد

اثر مته حفاری و بهم خوردن بافت و اندازه دانه‌ها، از نتایج آزمایش دانسته و دانه‌بندی حاصل از گمانه‌های دستی استفاده شده است.

### ۳-۲. داده‌های گودبرداری‌ها و ترانشه‌ها

در طول مطالعات، گودبرداری و ترانشه‌های ایجاد شده در منطقه برای منظورهای مختلف عمرانی، بررسی شده‌است که از میان آنها می‌توان به پروژه ساختمان‌های نواب، بخشی از بزرگراه یادگار امام و ترانشه‌های بزرگراه‌ها اشاره کرد. شکل ۲ یکی از این برش‌ها را نشان می‌دهد.

مسیل "کن" که در باختر منطقه از شمال تا جنوب امتداد دارد دارای دیواره‌ها و مقاطع مناسبی از آبرفت منطقه است. در بخش‌های شمالی ارتفاع آن به بیش از ۱۵ متر می‌رسد. در واقع می‌توان آن را به‌عنوان برشی شمالی-جنوبی منطقه منظور کرد که به طور مشخص در بخش‌هایی از منطقه، که دارای گمانه اندکی است، اطلاعات با ارزشی را در اختیار قرار می‌دهد. همچنین در بخش‌های شمالی روخانه فرحزاد و دره وسک ترانشه‌های مناسبی را ایجاد کرده‌اند که کمکی بزرگ در بررسی نوع آبرفت منطقه می‌کند.

### ۳-۳. اطلاعات حاصل از منابع دیگر

به منظور ارزیابی دقیق‌تر از منطقه در برخی موارد از گزارش ریزپهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای جنوب تهران و شمال تهران که توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله انجام شده‌است، استفاده شده است.

### ۴- ویژگی‌های ژئوتکنیکی آبرفت‌های منطقه

در ابتدا لازم است پیش از پرداختن به ویژگی‌های مکانیکی و فیزیکی آبرفت‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از برجسته بینی عکس‌های هوایی نقشه سطحی نهشته‌ها تهیه و ارائه شود. همان‌گونه که در نقشه مشاهده می‌شود بخش‌های شمالی منطقه سازند هزار دره و آبرفت ناهمگن شمال تهران برونزد دارند که این بیرونزدگی ناشی از چین‌خوردگی، بالاآمدگی و در نهایت گسلش است. سازند آبرفتی تهران روی سازند هزاردره و Bn قرار گرفته و تقریباً بخش بیشتر منطقه توسط آن سازند پوشیده شده است. در بخش‌های جنوبی منطقه به‌وسیله سازند D<sub>1</sub> پوشیده شده‌است و نهشته‌های آن بیشتر از تناوبی از شن، ماسه، سیلت و رس تشکیل شده‌است. در آخر نهشته‌های D<sub>2</sub> که نتیجه فعالیت رودخانه‌های فعلی هستند.

در ادامه براساس بررسی‌های زیر سطحی و مطالعات لوگ گمانه‌ها و چاه‌ها در منطقه مورد مطالعه سه بخش اصلی آبرفت را می‌توان در نظر گرفت که عبارت است از: بخش درشت‌دانه، بخش ریزدانه و بخش انتقالی.

همان‌گونه که در شکل ۳ مشخص شده است، بخش درشت‌دانه در شمال، بخش ریزدانه در جنوب منطقه قرار داشته و بخش انتقالی در حد واسطه دو بخش درشت‌دانه و ریزدانه، به صورت نواری که دارای پهنایی حدود سه کیلومتر است، قرار گرفته است. نقشه‌های شکل ۴ بر اساس باز دیده‌های میدانی در خصوص خواص فیزیکی و مکانیکی و قضاوت کارشناسی روی آبرفت‌های منطقه مورد مطالعه تهیه شده است.

### ۵- پارامترهای دینامیکی خاک

یکی از مهم‌ترین پارامترهای مورد نیاز برای تحلیل دینامیکی آبرفت مدول برشی اولیه ( $G_0$ ) است که برای به‌دست آوردن آن از آزمایش‌های صحرایی و آزمایشگاهی استفاده می‌شود. ساده‌ترین روش محاسبه مدول برشی استفاده از رابطه ذیل است (جعفری، ۱۳۸۱).

$$G_0 = \rho V_s^2 \quad (1)$$

که در آن  $\rho$  دانسیته خاک و  $V_s$  سرعت موج برشی خاک است. به دلیل اهمیت موضوع تعیین سرعت موج برشی، در ادامه روش‌های مختلف تعیین سرعت موج برشی تشریح می‌شود.

(Allen et al., 2003). آغاز حرکت چرخشی ساعتگرد شمال باختری حوضه خزر جنوبی به سوی اوراسیا در پلیستوسن است. این حرکت نه تنها سبب بازگشت حرکت‌های افقی در طول گسل‌های امتداد لغز در البرز باختری شده، بلکه مؤلفه عمودی گسل‌های رانده (تراستی) درون منطقه را نیز افزایش داده است (Ritz et al., 2006).

فعالیت‌های لرزه‌ای مداوم در منطقه و زمین‌لرزه‌های بزرگ دهه گذشته مثل زمین‌لرزه سال ۱۹۵۷، در فاصله حدود ۱۳۰ کیلومتری شمال خاور تهران، زمین‌لرزه سال ۱۹۶۲ بوبین زهرا، زمین‌لرزه سال ۱۹۹۰ میلادی در فاصله ۱۸۰ کیلومتری شمال باختر تهران که همگی با بزرگای بیش از ۷ ریشتر و شدت بیش از ۹ درجه مرکالی و ثبت بیش از ۴۰ زمین‌لرزه تاریخی مخرب تا سال ۱۹۰۰ میلادی در البرز مرکزی، همگی نشان‌دهنده زمین‌ساخت فعال منطقه است (عکاشه، ۱۳۷۸).

شهر تهران روی رسوبات آبرفتی جوان قرار گرفته است. این رسوبات توسط پژوهشگرانی همچون Rieben (1953, 1955 & 1966) برای اولین بار و سپس به‌وسیله Vita-Finzi (1969) و Engalenc (1968) دیگران بررسی شده است که همگی کم و بیش تقسیم‌بندی انجام شده به‌وسیله Rieben (1955 & 1966) را استفاده کرده‌اند و تاکنون تغییر عمده‌ای در آن صورت نگرفته است.

رسوبات کواترنری تهران نتیجه فعالیت رودخانه‌های و سیلاب‌های فصلی جریان یافته از البرز و همچنین عملکرد یخچال‌ها است. بربریان و همکاران (۱۳۶۴) به‌طور کلی رسوبات آبرفتی تهران را به ۵ بخش تقسیم کرده‌اند که از قدیم به جدید عبارتند از: ۱) سازند آبرفت هزاردره (آبرفت‌های A)؛ ۲) سازند ناهمگن شمال تهران (آبرفت‌های Bn) و سیلت‌های رسی کهزیزک (آبرفت‌های Bs)؛ ۳) سازند آبرفتی تهران (آبرفت‌های C)؛ ۴) سازند آبرفتی خرم‌آباد در باختر ایوانکی؛ ۵) آبرفت‌های کنونی (آبرفت‌های D).

### ۳- داده‌های مورد استفاده

هنگامی که مطالعات زیر سطحی مطرح می‌شود باید تحقیقات ویژه‌ای نظیر گمانه‌زنی و انجام آزمایش‌هایی روی خاک منطقه انجام گیرد. نتایج این تحقیقات برای تجزیه واکتش لایه‌های خاک مورد نیاز است. به‌دلیل محدودیت‌های موجود از جمله هزینه‌های این نوع مطالعات، عدم امکان دسترسی محلی، گمانه‌زنی در منطقه مورد مطالعه ممکن نبوده و برای بررسی وضعیت ژئوتکنیکی منطقه، گردآوری اطلاعات ژئوتکنیکی برای احداث سازه‌های مهم شهری انجام شده است.

همچنین در طول مطالعات از گودبرداری‌ها و ترانشه‌های موجود در منطقه بازدید و خواص ژئوتکنیکی نهشته‌های آبرفتی بررسی شده است. داده‌های جمع‌آوری شده از حفاری‌های منطقه مطالعاتی را به سه دسته می‌توان تقسیم‌بندی کرد.

### ۳-۱. داده‌های گمانه‌های ژئوتکنیکی

اطلاعات ژئوتکنیکی این پژوهش از گمانه‌های حفر شده در مرکز مطالعات ژئوتکنیک و مقاومت مصالح سازمان مشاور فنی و مهندسی شهر تهران جمع‌آوری شده است. تعداد لوگ گمانه‌های بررسی شده، حدود ۴۴۰ عدد است که در قالب ۱۰۰ پروژه تعریف شده که در هر پروژه تعداد گمانه‌ها از دو تا ۲۰ گمانه متغیر است. تمامی گمانه‌های حفر شده از نوع دستی و ماشینی بوده که ژرفای آنها از ۱۰ تا ۶۴ متر متغیر است از ۱۸۳ گمانه ماشینی، ۵۱ گمانه تا ۲۰ متر، ۹۲ گمانه ۲۰ تا ۴۰ متر، ۴۰ گمانه بیشتر از ۴۰ متر و از ۲۵۰ گمانه دستی، ۱۴۴ گمانه تا ۲۰ متر، ۷۵ گمانه ۲۰ تا ۳۰ متر و ۳۱ گمانه بیشتر از ۳۰ متر موقت گمانه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است.

روشن است که توزیع گمانه‌های حفر شده در منطقه یکنواخت نبوده و تقریباً در بخش جنوبی منطقه به دلیل پروژه‌های خطی بیشتر است، به منظور دقت بیشتر در اکثر پروژه‌هایی که در محل‌های درشت‌دانه واقع شده است. به دلیل خرد شدن مصالح بر

## ۵-۱. همبستگی میان سرعت موج برشی ( $V_s$ ) و عدد SPT

تاکنون پژوهشگران بسیاری تلاش کرده‌اند که به طور غیر مستقیم  $V_s$  را از نتایج آزمایش‌های دیگر به دست آورند. یکی از مناسب‌ترین و ساده‌ترین روش‌های به دست آوردن  $V_s$ ، استفاده از نتایج آزمایش نفوذ استاندارد (SPT) است.

در کشورهای مختلف با استفاده از استانداردهای معتبر خود در پروژه‌های گوناگون مبادرت به انجام آزمایش نفوذ استاندارد و همچنین تعیین سرعت موج برشی از آزمایش‌های بیان شده در بالا کرده‌اند که حاصل این آزمایش‌های روابط مختلف همبستگی مابین عدد اصلاح شده SPT و سرعت موج برشی است. البته رابطه پیشنهاد شده برای یک منطقه از یک کشور خاص از اعتبار کمتری برای مناطق دیگر برخوردار است. به همین دلیل بهتر است برای به دست آوردن روابط مناسب آن منطقه از تعداد نسبتاً زیاد آزمایش‌های اندازه‌گیری  $V_s$  و SPT در آن محل استفاده شود.

در این بررسی به دلیل عدم امکان انجام آزمایش‌های ژئوفیزیک در منطقه مورد مطالعه، با بررسی روابط دیگر پژوهشگران به ویژه روابط پیشنهاد شده برای خاک تهران سرعت موج برشی به دست آورده شده است که در ادامه به آن اشاره می‌شود. با توجه به این که روابط ارائه شده در بالا برای مناطق ویژه‌ای در حوزه مطالعاتی آن صادق است در ادامه روابطی را که توسط پژوهشگران دیگر برای شهر تهران ارائه شده و به واقعیت نزدیک‌تر است، آورده شده است.

جعفری و اصغری (۱۳۷۶) در مطالعات خود در جنوب باختر تهران پس از بررسی اعداد SPT به دست آمده از لوگ گمانه‌های موجود و انجام آزمایش ژئوفیزیک سطحی، رابطه تجربی زیر را برای منطقه فوق پیشنهاد کرده‌اند.

$$V_s = 22 N^{0.85} \quad (10 < N < 60) \quad (2)$$

همچنین آژانس همکاری‌های بین‌المللی ژاپن (JICA, 2000) در بررسی‌های خود در کل شهر تهران، روابط زیر را پیشنهاد کرده است.

$$V_s = 161 N^{0.277} \quad (3)$$

که در آنها  $N$ ، عدد SPT و  $V_s$  سرعت موج برشی برحسب متر بر ثانیه است. در رابطه جایگاه عدد SPT که برای انواع خاک‌های تهران پیشنهاد شده است، بالاتر از ۲۰۰ لحاظ نمی‌شود.

همچنین جعفری (۱۳۸۱) روابط خود را برای خاک تهران به دلیل نزدیکی رابطه به جدول‌های Ishihara & Ansari (1982) برای منطقه بالکان طبق جدول ۲ اصلاح کرده است.

## ۵-۲. عدد SPT در منطقه مورد مطالعه

از آنجایی که در مطالعات JICA (2000) و جعفری (۱۳۸۱) سرعت موج برشی از آزمایش‌های ژئوفیزیک سطحی به دست آمده است و ژرفای تأثیر این آزمایش‌ها تا ۱۵ متر است، در این پژوهش متوسط اعداد SPT تا ژرفای ۱۵ متر اول هر گمانه برای محاسبه سرعت موج برشی از روابط یاد شده و تعیین مرز خاک‌های نوع ۲ و ۳ در شکل ۶ ارائه شده است.

## ۵-۳. تعیین مرز خاک نوع ۲ و ۳ با توجه به آیین نامه ۲۸۰۰

همان گونه که در جدول اصلاح شده ایشهارا مشاهده می‌شود، سرعت موج برشی برابر ۳۷۵ متر بر ثانیه که مرز میان خاک نوع دو و سه است متناظر با عدد SPT در بازه ۱۰ تا ۳۰ و نزدیک به ۳۰ است که همخوانی خوبی با عدد SPT متناظر با ۳۷۵ در روابط جایگاه و جعفری (به ترتیب ۲۲ و ۲۷) دارد (JICA, 2000) و جعفری (۱۳۸۱). بدین ترتیب می‌توان عدد SPT برابر ۲۵ را معادل سرعت موج برشی ۳۷۵ متر بر ثانیه که مرز نوع ۲ و ۳ تعیین شده از سوی آیین نامه ۲۸۰۰ برآورد شده است، در نظر گرفت. همچنین در منطقه مورد مطالعه تعدادی آزمایش لرزه‌نگاری درون چاهی در ژرفاهای مختلف انجام شده که در ۷ نمودار تغییرات  $V_s$  نسبت به ژرفا ارائه شده است. مشاهده می‌شود که متوسط نتایج آزمایش‌های لرزه‌نگاری درون چاهی در این مناطق بزرگ‌تر از ۳۷۵ بوده و دارای روند کاهشی از شمال

به سوی جنوب همانند نتایج به دست آمده از آزمایش نفوذ استاندارد است. همان گونه که در نقشه‌ها مشاهده می‌شود جنس خاک شمال منطقه درشت‌دانه بوده و هرچه به سوی پایین دست پیش رفته از اندازه ذرات کاسته می‌شود. در بخش‌های شمالی چگالی (دانسیته) خاک بالاتر از ۱/۹ است و هر چه به سوی جنوب پیش می‌رود از آن کاسته می‌شود به گونه‌ای که در بخش‌های جنوب منطقه به ۱/۶ می‌رسد. هرچه از بخش‌های شمالی به سوی جنوب پیش می‌رود از عدد ضربه نفوذ استاندارد کاسته می‌شود به گونه‌ای که در بخش‌های جنوبی پایین‌تر از عدد ۲۰ می‌رسد. همین طور از زاویه اصطکاک از شمال به جنوب منطقه مورد مطالعه کاسته می‌شود. لایه‌های زمین از حدود خیابان آزادی به سوی شمال تماماً شامل لایه‌های متراکم شن و ماسه با ستبرایی بیش از ۳۰ متر است که طبق توصیف آیین نامه ۲۸۰۰ این نوع خاک از نوع ۲ است. از خیابان دامپزشکی به سوی جنوب تناوب لایه‌های شن و ماسه با تراکم‌های متوسط تا زیاد با ذرات میان لایه‌ای رسی و سیلتی تا حدود خیابان قزوین مشاهده می‌شود. از خیابان قزوین به سوی جنوب لایه‌های رسی با میان لایه‌های شن و ماسه با تراکم متوسط وجود دارد. این توصیف‌ها منطبق بر خاک نوع سه آیین نامه ۲۸۰۰ است.

## ۶- اثر تشدید موج (اثر ساختگاهی)

تشدید موج زمین لرزه‌ای عموماً با سه اثر ستون خاک، اثر لبه حوضه و اثر توپوگرافی شناخته شده و توسط بسیاری از پژوهشگران ارائه شده است. از آنجا که مجموعه مورد مطالعه تنها به مطالعه محتوی رسوبی واحدهای کوآترنری تهران محدود شده است اثر دیگر عوامل مؤثر مثل توپوگرافی و لبه حوضه در تشدید موج بررسی نشده است. از سوی دیگر میزان شتاب جنبش نیرومند زمین در این پژوهش محدود به ارقام منتشر شده توسط مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن جمهوری اسلامی ایران شده که برای سراسر تهران معادل  $0.35g$  برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال یا احتمال وقوع ۱۰ درصد در ۵۰ سال، معرفی شده است. این در حالی است که روابط کاهندگی منتشر شده در سال‌های اخیر اثر میدان نزدیک گسل‌ها را در نظر گرفته و چه‌بسا مقادیری که در آینده برای تهران محاسبه خواهد شد، با رقم فعلی متفاوت است و در نزدیکی گسل شمال تهران به ارقام بیشتری برسد. ولی مبنای مطالعات ما همان مقدار  $0.35g$  معرفی شده است. در بررسی کیفی اثر تشدید روند مطالعه همان استاندارد (UBC) منتشر شده است (Kramer, 1996). با استفاده از اطلاعات گسترده ژئوتکنیکی که در اختیار سازمان‌های ذریع و تهیه کنندگان این پژوهش موجود است پارامترهای ژئودینامیکی گستره جمع‌آوری شده است. با استفاده از آزمایش تعداد ضربات نفوذ استاندارد و روابط موجود میان این پارامتر و سرعت موج برشی مقدار اخیر محاسبه شده است. در نتیجه تیپ خاک گستره مورد مطالعه حاصل شده است. محاسبات همراه با قضاوت کارشناسی دال بر این حقیقت است که گستره شامل سه تیپ متفاوت می‌باشد. بدیهی است این سه تیپ مختلف تأثیر متفاوتی در تشدید امواج لرزه‌ای خواهد داشت. شمال منطقه با سنگ‌های متعلق به سازند کرج با سن ائوسن در بر گرفته می‌شود که با ضریب کاهشی همراه بوده و نقش کاهنده شدت را در مجموعه در بر گیرنده خود ایفا می‌کند. در بخش‌های میانی گستره به دلیل بالا بودن نسبی سرعت موج برشی و درشت دانه بوده محتوی آبرفتی همراه با سیمانی شدن در برخی موارد میزان تشدید موج لرزه‌ای در بستر پی سنگی زیاد نبوده و اثر تشدید با عنوان کم در نقشه‌های ذریع مشخص می‌شود. چرا که مطابق استانداردهای بین‌المللی از جمله آیین نامه ۲۸۰۰ سرعت موج برشی ۷۶۰ متر بر ثانیه به عنوان سنگ بستر لرزه‌ای به شمار می‌آید. نواحی جنوب خاوری منطقه که سرعت موج برشی که بر اساس داده‌های ژئوتکنیک پایین‌تر از مقادیر ۳۷۵ متر و بالاتر از ۱۷۵ متر بر ثانیه است دارای ضریب تشدید حدود ۱/۲ بوده و در نتیجه مقادیر شدت زمین لرزه بالاتر خواهد بود. شکل ۹ نقشه بزرگنمایی حرکت تند زمین را نشان می‌دهد.

## ۷- سطح آب منطقه

بر اساس نقشه ژرفای آب‌های زیرزمینی امور تأمین آب سازمان آب منطقه‌ای تهران (جعفری، ۱۳۸۱) و ژرفای آب زیرزمینی در لاگ گمانه‌ها و چاه‌های آب گردآوری شده نقشه ژرفای سطح آب‌های زیرزمینی رسم شده است. با پیاده نمودن خطوط تراز ژرفی و نقاط گمانه‌ها روی تصاویر ماهواره‌ای ۲۰۱۰ تهران چگونگی روند آب‌های زیر سطحی در زیر بافت شهری کنونی تهران به خوبی مشاهده می‌شود. همچنین رسم نقشه توپوگرافی دید کلی از روند شیب سطحی در منطقه مورد مطالعه به ما می‌دهد. ژرفای آب زیرزمینی در منطقه بیش از ۱۰۰ متر تا کمتر از ۱۰ متر متغیر است. در بخش جنوبی‌تر منطقه به خاطر تراکم بیشتر شهری و تزریق پس آب بیشتر سطح آب‌های زیرزمینی نسبت به بخش باختر و میانی منطقه بالاتر است.

روند عمومی جریان آب‌های زیرزمینی از شمال به جنوب است. در بخش‌های شمالی منطقه به دلیل سیمانی شدن رسوبات سطح آب در برخی از بخش‌های آن بالا و روی مصالح دارای سیمانی حرکتی رو به جنوب از خود نشان می‌دهد در بخش‌های میانی به دلیل وجود نهشته‌های آبرفتی درشت دانه با قابلیت نفوذپذیری بالاتری هستند، آب‌های نفوذی به راحتی جریان یافته و به سوی جنوب حرکت می‌کنند. ولی در بخش‌های جنوبی‌تر به خاطر ریزدانه بودن و نفوذپذیری کمتر آبرفت‌ها، جریان آب‌های زیرزمینی کند شده و سطح آب‌های زیرزمینی بالاتر است. در حدود ساختمان‌های نواب سطح آب به حدود ۱۸ متر می‌رسد که این وضعیت ناشی از تزریق زیادتر پس آب و کاهش نفوذپذیری نهشته‌های آبرفتی است.

مسئله دیگری که در رابطه با سطح آب‌های زیر زمینی قابل توجه است بالا بودن سطح آب در برخی بخش‌های شمال منطقه مانند باغ فیض، سعادت‌آباد، مجتمع بوعلی و تقاطع پل شیخ فضل‌الله و بزرگراه رسالت است (شکل ۱۰) که به دلیل عملکرد گسل و چین‌خوردگی که موجب شده است لایه‌های پر شیب با سیمان‌بندی خوب سازند هزاردره و سازند Bn به سطح زمین برسند و مانع از جریان آزاد آب به سوی جنوب شوند.

با توجه به مطالعات انجام شده در ناحیه مورد مطالعه، مشخص می‌شود که به خاطر ویژگی متفاوت رسوبی هر یک از سازندها، آب در سازند C نفوذ کرده ولی در سازند B<sub>n</sub> و هزاردره نفوذ نمی‌کند در نتیجه آب روی سازندهای هزار دره و یا B<sub>n</sub> حرکت کرده و در سازند C و یا آبرفت‌های عهد حاضر جریان می‌یابد. حرکت آب در این افقاها سبب شستگی رسوبات دانه ریز و ایجاد حفرات زیرسطحی در بخش‌های مختلف می‌شود. این حفرات ایجاد شده نقاط ضعفی به‌شمار می‌آیند که سبب ناپایداری سطحی، خصوصاً در هنگام لرزش به خاطر نشست زمین می‌شوند. به علت بالاتر بودن سطح آب در بخش‌های شمالی و جنوبی‌خاوری منطقه مورد مطالعه و همچنین حضور عوامل فرعی از قبیل قنوات در بخش‌های جنوبی شهر این مناطق بیشتر تحت تأثیر قرار گرفته و دارای مشکلات بیشتری از بقیه بخش‌ها هستند در حالی که بخش‌های میانی با سطح آب پایین‌تر از مشکلات کمتری برخوردار است (شکل ۱۰).

همچنین با توجه به بررسی‌های انجام شده چنین بر می‌آید که برخی از نقاطی که دارای سطح آب بالا هستند. مانند منطقه باغ فیض یا منطقه سعادت‌آباد مستقیماً تحت تأثیر گسل قرار گرفته‌اند که بر اثر بالا آمدگی سازندهای قدیمی، تراکم و با سیمانیته مثل هزار دره و Bn سدی را برای تجمع آب‌های زیر سطحی ایجاد نموده باشند و در برخی نقاط شکستگی یا گسلی گزارش نشده است، عدم نفوذ پذیری بر اثر سیمانیته بودن نهشته‌های رسوبی به‌وجود آمده است که این سیمانیته با توجه به موقعیت بر اثر تغییر شرایط ساختاری به‌وجود آمده باشد یعنی بر اثر فشارش و چین‌خوردگی سازندهای قدیمی و دارای سیمانیته بالا آمده و سطح نفوذ ناپذیری را به‌وجود آورده است. به طور کلی توپوگرافی منطقه از یک شیب یکنواختی پیروی می‌کند ولی با توجه به بررسی‌های به‌عمل آمده (سطح آب اندازه‌گیری شده در گمانه‌ها و سطح آب گزارش شده توسط سازمان آب) لایه‌های زیرین با توجه به نفوذپذیری آنها از

شیب یکنواختی پیروی نمی‌کنند. تغییر ساختاری (چین‌خوردگی و بالا آمدگی سازند هزاردره) در لایه‌های زیرین بیان می‌کند که در این مورد باید مطالعات بیشتری انجام پذیرد. البته با پیاده نمودن خطوط تراز ژرفی روی تصاویر ماهواره‌ای سال ۲۰۱۰ تهران تا حدود زیادی به این تغییر ساختاری می‌توان پی برد.

در بخش‌های جنوبی منطقه مورد نظر به دلیل وجود ذرات ریزدانه و تزریق آب‌های بالادست آب‌های زیرسطحی بالا آمده است که وجود ذرات ریز دانه به دلیل انرژی کم حاکم بر میحط رسوب‌گذاری را بیان می‌کند که این امر ممکن است بر اثر عملکرد گسل‌های جنوبی شهر و به‌وجود آمدن یک محیط آرام ایجاد شده است.

## ۸- روانگرایی

مطالعات صحرایی پس از زمین‌لرزه نشان داده است که اثرات روانگرایی در طول زمان به مناطقی با فاصله مشخص از منبع زمین‌لرزه محدود شده است (Ambraseys, 1988). با بهره‌گیری از اطلاعات زمین‌لرزه‌های کم‌ژرفای سراسر جهان، یک فاصله کانونی می‌توان به‌دست آورد که برای فواصلی دورتر از آن، در زمین‌لرزه‌های با بزرگی مختلف، روانگرایی مشاهده نشده است.

در فرض وجود خاک مستعد روانگرایی، تنش برشی خاک از آزمایش‌های آزمایشگاهی مانند سه محوری سیکلی مستقیماً به‌دست می‌آید و تنش برشی ناشی از زمین‌لرزه از روابط زیر محاسبه می‌شوند (Seed & Idriss, 1971).

$$\tau_{cyc} = 0.65 \frac{a_{max}}{g} \sigma_v r_d \quad (4)$$

$$CSR = \frac{\tau_{cyc}}{\sigma'_{v0}}$$

که در آن  $a_{max}$  شتاب ماکزیمم سطح زمین،  $g$  شتاب ثقل،  $\sigma_v$  تنش شاقولی کل،  $r_d$  مقدار کاهش تنش و CSR نسبت تنش برشی ناشی از زمین‌لرزه به تنش مؤثر در ژرفا است.

با استفاده از روابط بالا برای منطقه مورد مطالعه در ژرفاهای ۵، ۱۰، ۱۵ و ۲۰ تنش برشی ناشی از زمین‌لرزه و نسبت آن به تنش مؤثر محاسبه شده است.

$$r_d = \tau_{cyc} = 0.65 \frac{a_{max}}{g} \sigma_v r_d = 0.65 \times \frac{0.35g}{g} \times 20 \times 5 \times 0.95 = 21.61$$

$$CSR = \frac{\tau_{cyc}}{\sigma'_{v0}} = \frac{21.61}{100} = 0.21$$

طبق آیین نامه ۲۸۰۰ ساختمان شتاب ماکزیمم برای تهران ۰.۳۵g است.

از آنجایی که مدت حرکات نیرومند با بزرگای زمین‌لرزه افزایش می‌یابد، حداقل نسبت تنش سیکلی لازم برای شروع روانگرایی با بزرگای زمین‌لرزه کاهش می‌یابد. حداقل نسبت تنش سیکلی برای بزرگای دیگر ممکن است از ضرب نسبت تنش سیکلی برای زمین‌لرزه‌های با  $M = 7.5$  در ضرب نشان داده شده در جدول ۲ به‌دست آید.

با توجه به مطالبی که در بالا بیان شد با استفاده از نتایج آزمایش SPT و محاسبه CSR در منطقه مورد مطالعه در شهر تهران و با استفاده از نمودار (Seed & Idriss, 1971) احتمال روانگرایی خاک را می‌توان ارزیابی کرد. در منطقه مورد مطالعه با استفاده از جدول ۴ که در آن CSR در ژرفا ۵، ۱۰ و ۱۵ متر به‌دست آمده‌است و نمودار (Seed & Idriss, 1971) حداقل SPT روانگرا کننده خاک برابر ۲۰ تعیین شده است. در این منطقه مکان‌هایی که عدد SPT آنها کمتر از ۲۰ است و با توجه به شرایط لرزه‌خیزی منطقه، شرط لازم برای روانگرایی دارند. یعنی به شرط داشتن دیگر شرایط روانگرایی که قبلاً مطرح شد، این مناطق (مناطق) که در نقشه با رنگ سرخ مشخص شده در برابر روانگرایی دارای خطر بیشتر هستند. اما با بررسی سطح آب در آن نواحی با توجه نقشه آب‌های زیر سطحی و نوع خاک که با توجه به منحنی



شدت امواج لرزه‌ای دارای بیشترین تأثیر و ناحیه شمالی آن فاقد هر گونه تشدید است. افزون بر اثر تشدید امواج لرزه‌ای با توجه به کیفیت نظری خاک امکان استعداد روانگرایی در منطقه نیز حائز اهمیت است. شاهد مستقیم روانگرایی در گستره مناطق چهار گانه شهر تهران طی زمین لرزه‌های رخ داده شده مشاهده نشده است. معیار لرزه‌ای برای گستره تهران نشان از لزوم بررسی استعداد روانگرایی در منطقه است این معیار برای نواحی که خاک شامل آن سن پلیستوسن پسین داشته (۱۱۰۰۰ سال تا ۱۶۰۰۰ سال پیش) و سطح آب زیرزمینی کمتر از ۲۰ فوت و (PGA) در سطح ۱۰ درصد احتمال فرونی در ۵۰ سال (۴۷۵ سال) بیش از ۰/۳ g است، انجام محاسبات ضروری است. از نظر معیارهای خاک شناسی نیز گوشه‌ای از منطقه مورد مطالعه واجد شرایط انجام این برآورد است. زیرا تعداد SPT تصحیح شده در برخی از نمونه‌های اخذ شده کمتر از ۳۵ است و مواد رسی (با اندازه دانه کوچک‌تر از ۰/۰۰۲ میلی‌متر) کمتر از ۱۰ درصد کل است. با وجود این در مناطقی که حائز این شرایط است سطح آب زیر زمینی ژرف‌تر از ۵۰ فوتی است که استعداد روانگرایی در منطقه را بالا می‌برد.

نکته حائز اهمیت بعدی نتایج مطالعات ساختاری در منطقه است. در این پژوهش در انجام برآوردهای شدت و مخاطرات روانگرایی فرض را بر درستی مطالعات برآورد خطر زمین لرزه ارائه شده در آیین نامه ۲۸۰۰ گرفته و شدت جنبش نیرومند زمین دست بالا معادل ۰/۳۵ g منظور شده است. با در نظر گیری تمام پیش فرض‌ها و نکات متناسب که از اطلاعات موجود و شواهد صحرایی جمع‌آوری شده چند نکته در مطالعات ساختاری، لرزه زمین‌ساختی و ژئوتکنیک لرزه‌ای به صورت زیر ارائه خواهد شد:

منطقه مورد مطالعه از نظر نهشته‌های رسوبی دارای سه پهنه اصلی، درشت‌دانه، بینابینی و ریزدانه است (شکل ۳). که بخش درشت‌دانه در بخش‌های شمالی نهشته‌ها متراکم و در برخی نقاط دارای لایه‌بندی واضح هستند به گونه‌ای که از ۱۰ تا حدود ۷۰ درجه شیب دارند که این نشان از چین‌خوردگی و بالا آمدن رسوبات قدیمی‌تر است که این خود مقدمه‌ای بر تقسیم‌بندی چهار پهنه در منطقه تهران است. بخش جنوب خاوری ناحیه مورد مطالعه از خیابان حدود خیابان قزوین تا خیابان یافت‌آباد و میدان حق شناس با اثر تشدید امواج لرزه‌ای همراه خواهد شد. منطقه مورد مطالعه با سطح اطلاعات فعلی موجود فاقد استعداد روانگرایی است. روند خطی افت سطح آب زیرزمینی نشانگر حضور ناهنجاری ساختاری خاوری - باختری در مناطق مرکزی شهر تهران است. تدقیق این موضوع در آینده نتایج برآوردهای مخاطرات زمین لرزه را تحت تأثیر قرار خواهد داد.

دانه‌بندی منطقه مورد نظر ریز دانه بیشتر از ۵ درصد است احتمال روانگرایی خاک در منطقه مورد مطالعه وجود ندارد.

## ۹- بحث و نتیجه‌گیری

پس از زمین لرزه ویرانگر ۱۱۷۷ شهر باستانی ری، به مرور منطقه ییلاقی شمال آن یعنی تهران جایگزین شهر ری شده است. امروزه شهرک‌های اطراف شهر تهران نیز قدمت زیادی ندارند. از آنجا که گسترش شهر تهران و افزایش جمعیت همراه با شهرک نشینی تنها با توجه به مرکزیت شهر تهران انجام شده است، متأسفانه سهم نگرش مخاطرات زمین لرزه در گسترش آنها ناچیز بوده است. آنچه تاریخ بازگو می‌کند رخداد زمین لرزه‌های تاریخی و باستانی در فرونشست تهران یا ری باستان است. بنابر این احتمال رخداد دوباره آن در آینده نیز وجود دارد.

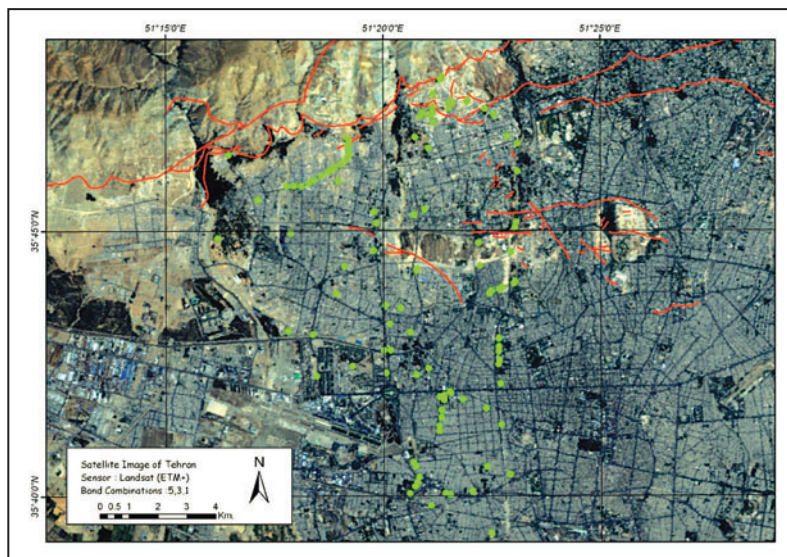
ابتدایی‌ترین و مهم‌ترین مراحل ارزیابی خطر ژئوتکنیکی لرزه‌ای بررسی ویژگی‌های ساختمانی است. این مرحله شامل دستیابی، تفسیر کمی و کیفی داده‌ها در منطقه مورد نظر است. برای بررسی ویژگی‌های ساختمانی منطقه حدود ۴۶۰ گمانه در نقاط مختلف منطقه، مورد بررسی قرار گرفت و در هر یک از گمانه‌ها ضمن توصیف کیفی و نظری خاک نامگذاری مهندسی توده خاک، دانه‌بندی، آزمایش ضربات نفوذ استاندارد، سرعت موج برشی، (شاخص) پلاستیسیته در تحلیل ورودی‌های مطالعات اثر دستگاه (تشدید یا تضعیف) به کار گرفته شده است. تجربیات موجود روی شتابنگاشت‌های مختلف حاصل از یک زمین لرزه، نشان‌دهنده تمایز دامنه‌ای مشخص در مناطق با ویژگی‌های زمین‌شناسی متفاوت است. الگوی طبقه‌بندی ساختمانی در مطالعات پهنه‌بندی منطقه آن با سه شرط زیر بررسی شده است.

الف) سرعت موج برشی متوسط در لایه‌های بالایی یا  $V_{s-15}$

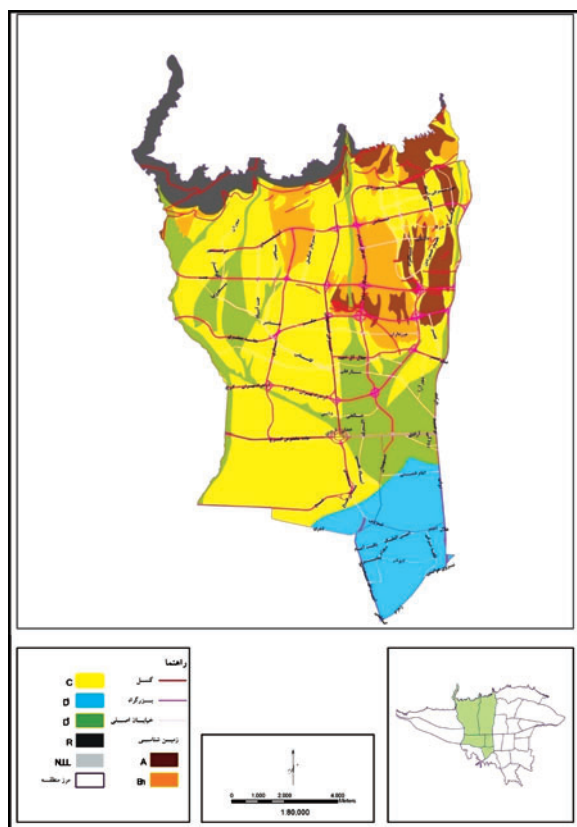
ب) زمین‌شناسی سطحی

ج) داده‌های ژئوتکنیک شامل سختی رسوبات، ژرفا و نوع مواد

در این پژوهش طبقه‌بندی خاک با روش اول انجام شده است. روش  $V_{s-15}$  حاصل از تئوری انتشار موج الاستیک است که پیشنهاد می‌کند دامنه جنبش نیرومند زمین متأثر از دانسیته و سرعت موج برشی در سطح است. دانسیته با ژرفای نسبتاً کم تغییر می‌کند و سرعت موج برشی یک انتخاب منطقی برای ارائه شرایط ساختمانی است. گفتنی است انجام دقیق این مطالعات در این پژوهش با توجه به دسترس بودن اطلاعات گمانه‌های ۳۰ متری متعدد است که در صورت نبودن این اطلاعات هزینه بسیار بالایی را به پروژه‌های در دست مطالعه در مناطق چهار گانه این پژوهش تحمیل می‌کند. نتایج این پژوهش نشان داد که بخش‌های جنوب خاوری منطقه از نظر تشدید

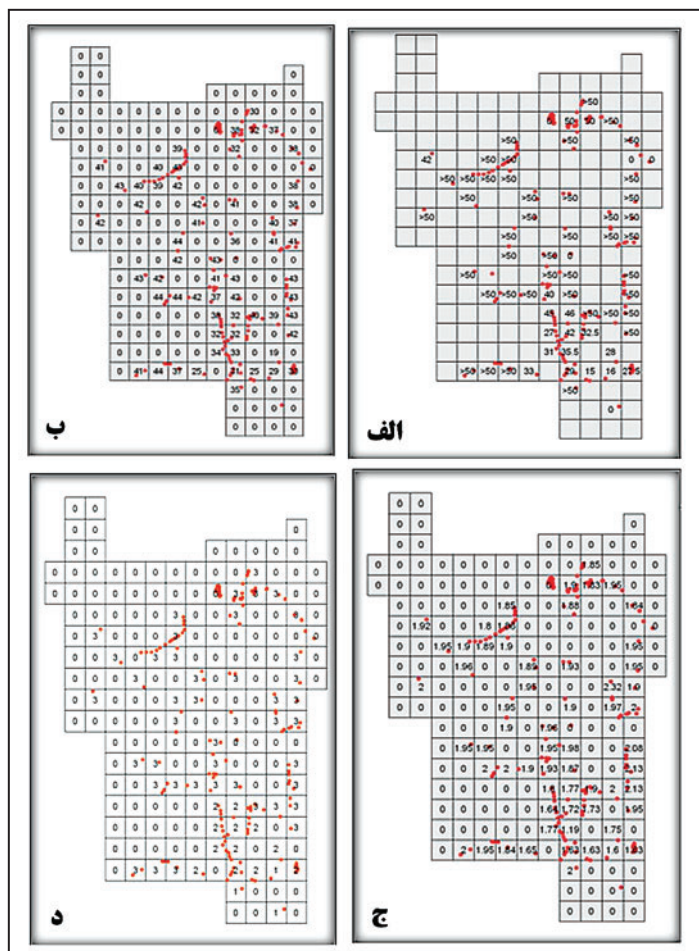


شکل ۱- موقعیت گسل‌های محدوده شهر تهران و پراکندگی گمانه‌ها.

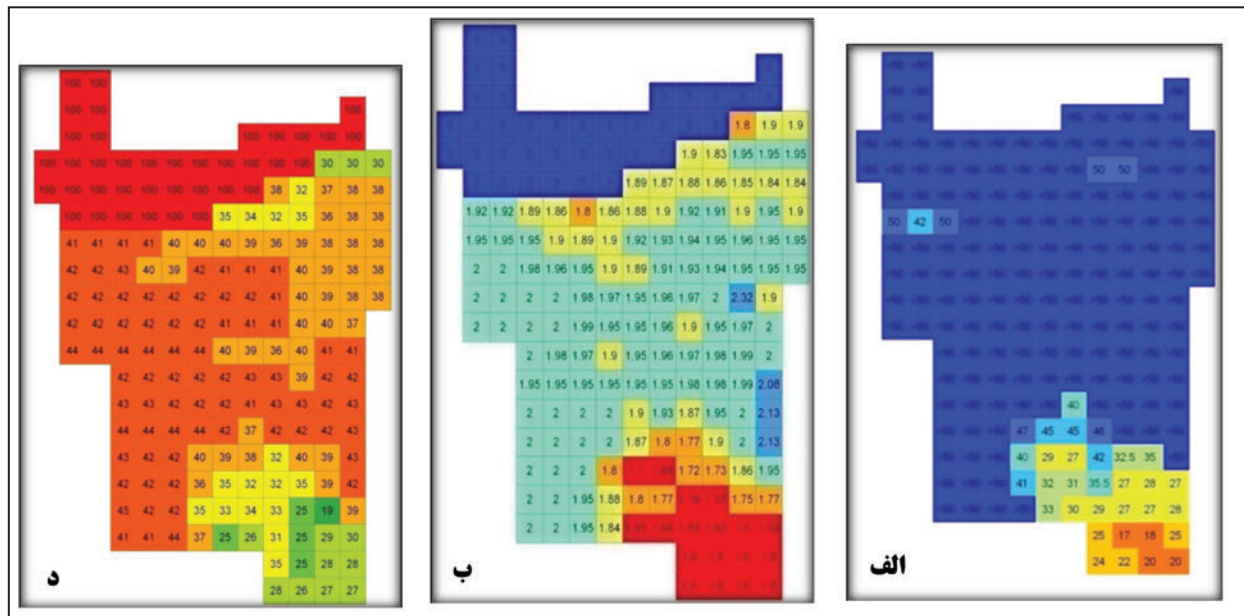


شکل ۲- برش کنار بزرگراه شیخ فضل الله تقاطع بزرگراه رسالت را نشان می‌دهد که لایه‌ها شیبی به سوی جنوب دارند (نگاه به سوی خاور).

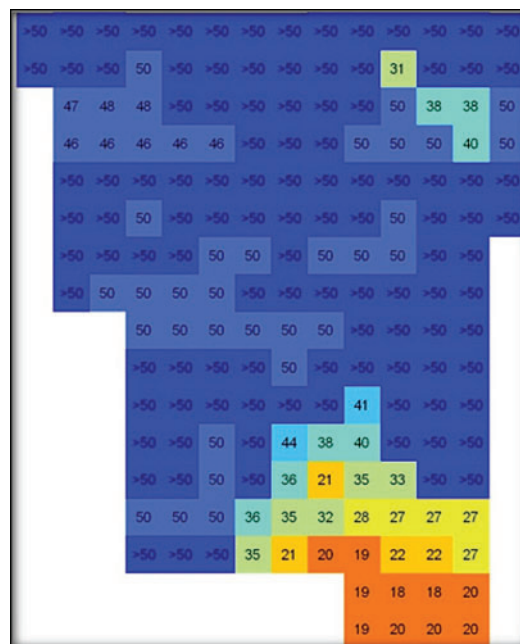
شکل ۳- نقشه نوع آبرفت در منطقه مورد مطالعه.



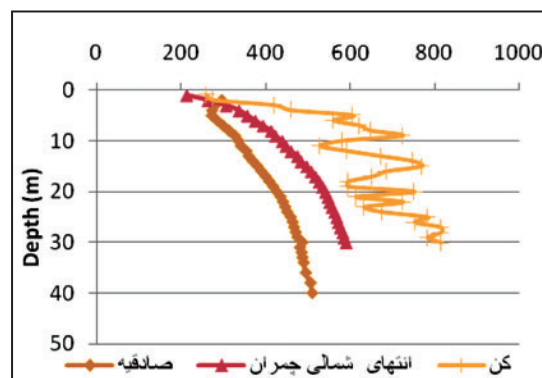
شکل ۴- نقشه الف) ضربه نفوذ استاندارد که از 50 تا 15 متغیر است ؛ ب) زاویه اصطکاک که از 40 تا 22 درجه متغیر است؛ ج) چگالی خاک که از  $1.19 \text{ g/cm}^3$  تا بزرگ‌تر از  $2 \text{ g/cm}^3$  متغیر است و د) جنس آبرفت منطقه مورد مطالعه است که در آن عدد سه رسوبات درشت‌دانه، عدد دو تناوبی از رسوبات درشت‌دانه و ریزدانه و عدد یک رسوبات ریزدانه را نشان می‌دهد.



شکل ۵- نقشه الف) ضریب نفوذ استاندارد پیشنهادی ؛ ب) چگالی پیشنهادی و د) زاویه اصطکاک پیشنهادی.

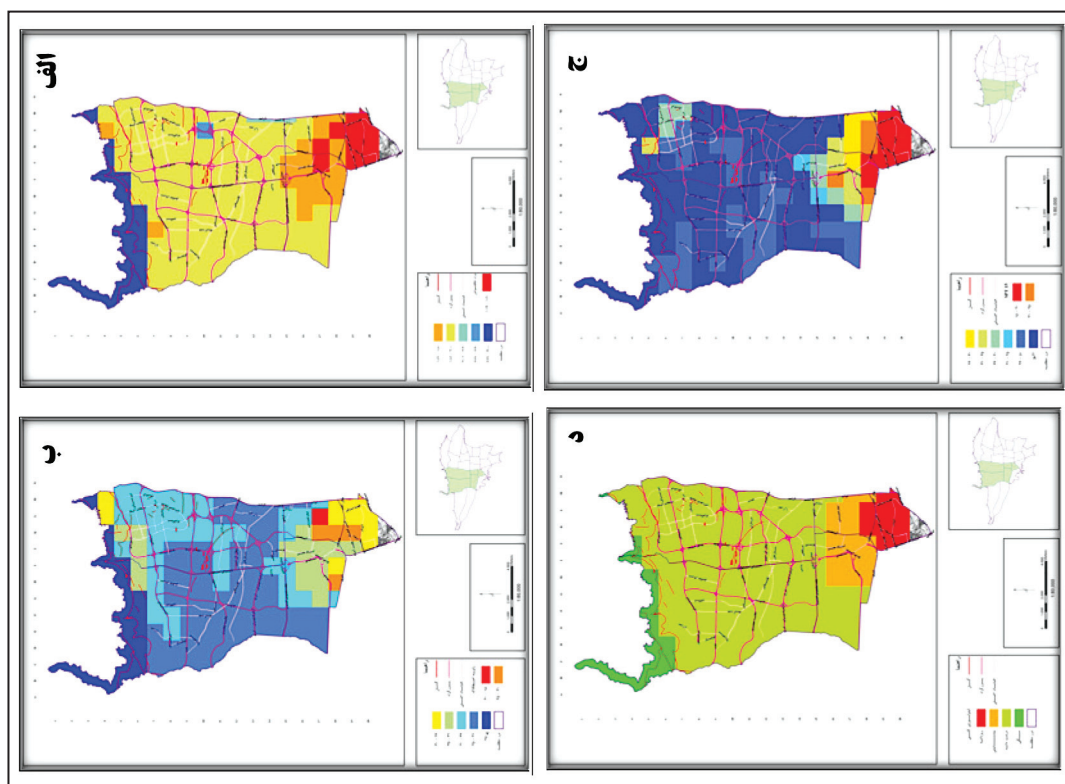


شکل ۶- اعداد SPT تا ژرفای ۱۵ متر.

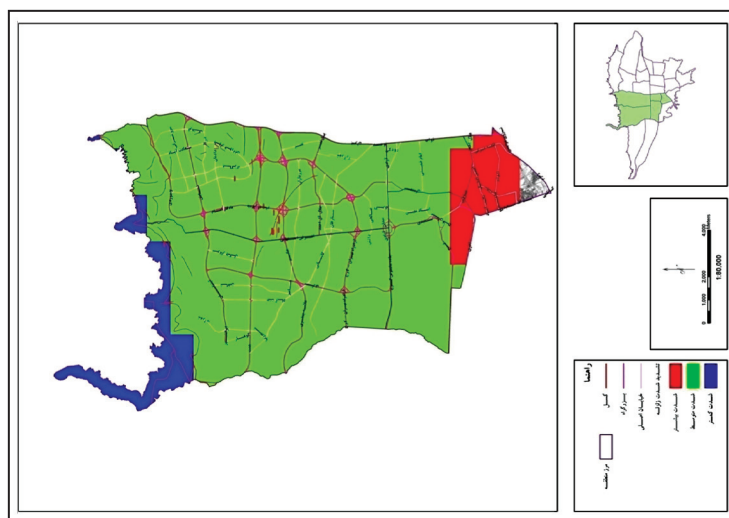


شکل ۷- نمودار تغییرات سرعت موج برشی نسبت به ژرفا.

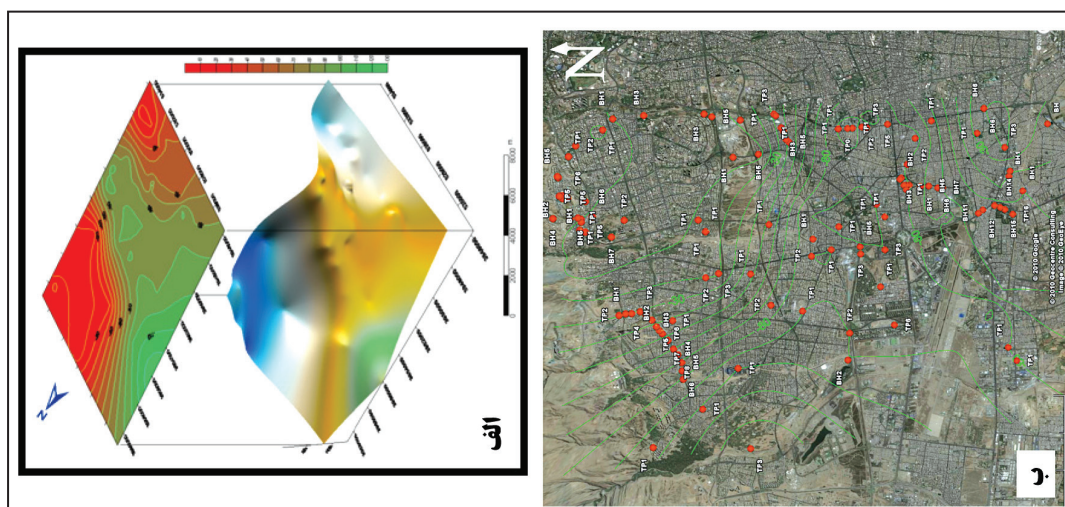




شکل ۸- نقشه الف) چگالی؛ ب) زاویه اصطکاک؛ ج) SPT و د) جنس آبرفت در محدوده مورد مطالعه.

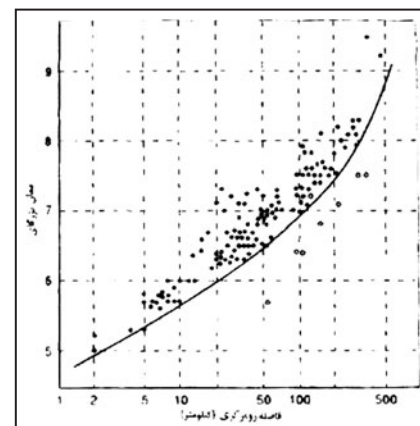
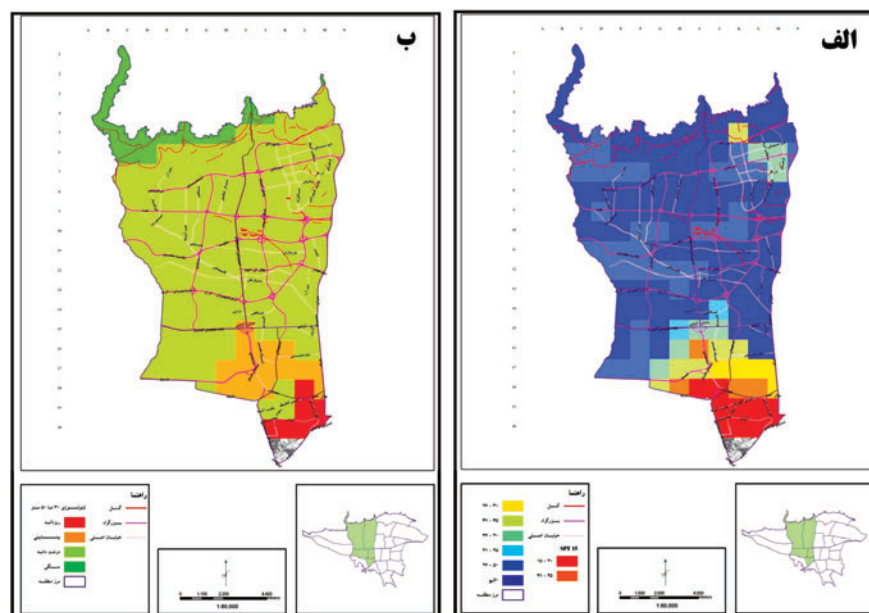


شکل ۹- پهنه‌بندی بر اساس میزان بزرگنمایی حرکت تله زمین در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۰- نقشه الف) منحنی تراز آب‌های زیر سطحی به همراه سطح ایستایی آنها و ب) به همراه موقعیت گمانه‌ها.





شکل ۱۱- رابطه میان فاصله کانونی و گشتاور بزرگی زمین لرزه‌های کم ژرفا در ساختمان‌هایی که روانگرایی در آنها مشاهده شده‌است. زمین‌لرزه‌های ژرف (برای ژرفای کانونی بزرگ‌تر از ۵۰ کیلومتر) در فواصل دورتری روانگرایی تولید کرده (Ambraseys (1988). در شکل فوق دایره توخالی مکان‌هایی هستند که روانگرایی اتفاق نیفتاده‌است و دایره توپر مکان‌هایی هستند که روانگرایی اتفاق افتاده‌است.

شکل ۱۲- الف) مناطقی که سرخ رنگ هستند به شرط داشتن دیگر شرایط قابلیت روانگرایی را دارند. ب) نهشته‌های ۳۰ تا ۵۰ متر منطقه که نشان‌دهنده رسوبات درشت‌دانه در بخش‌های جنوبی است.

جدول ۱- روابط تجربی موجود میان عدد SPT (N) و سرعت موجی برشی ( $V_s$ ) ( $V_s$  بر حسب متر بر ثانیه است).

| No. | Soil Type Used | Equation             | Reference                  |
|-----|----------------|----------------------|----------------------------|
| 1   | ALL            | $V_s = 82 N^{0.39}$  | Sykora & Koester (1988)    |
| 2   | ALL            | $V_s = 85 N^{0.341}$ | Sykora & Koester (1988)    |
| 3   | Sands          | $V_s = 88 N^{0.34}$  | Sykora & Koester (1988)    |
| 4   | Gravels        | $V_s = 94 N^{0.34}$  | Sykora & Koester (1988)    |
| 5   | ALL            | $V_s = 97 N^{0.314}$ | Sykora & Koester (1988)    |
| 6   | Sands          | $V_s = 56 N^{0.5}$   | Sykora & Koester (1988)    |
| 7   | Granulara      | $V_s = 107 N^{0.27}$ | Sykora & Koester (1988)    |
| 8   | Diluvial Sand  | $V_s = 125 N^{0.3}$  | Japan Working Group (1992) |
| 9   | ALL            | $V_s = 76 N^{0.33}$  |                            |

جدول ۲- طبقه‌بندی خاک‌های تهران بر اساس سرعت موج برشی (جعفری، ۱۳۸۱) خاک‌های چسبنده.

| خاک‌های چسبنده |         |         |         |      |                              |
|----------------|---------|---------|---------|------|------------------------------|
| C5             | C4      | C3      | C2      | C1   | رده خاک                      |
| >۶۰۰           | ۴۰۰-۶۰۰ | ۲۵۰-۴۰۰ | ۱۲۰-۲۵۰ | <۱۲۰ | حدود سرعت موج برشی ( $V_s$ ) |
| >۵۰            | ۳۰-۵۰   | ۱۶-۳۰   | ۸-۱۶    | <۸   | حدود SPT                     |

| خاک‌های غیر چسبنده |         |         |      |                              |
|--------------------|---------|---------|------|------------------------------|
| N4                 | N3      | N2      | N1   | رده خاک                      |
| >۷۰۰               | ۴۰۰-۷۰۰ | ۲۰۰-۴۰۰ | >۲۰۰ | حدود سرعت موج برشی ( $V_s$ ) |
| >۵۰                | ۳۰-۵۰   | ۱۰-۳۰   | <۱۰  | حدود SPT                     |

جدول ۴- ضرایب اصلاح‌بزرگای برای روش تنش سیکلی.

| CSR <sub>M</sub> / CSR <sub>M=7.5</sub> | بزرگای M        |
|-----------------------------------------|-----------------|
| ۱ / ۵۰                                  | ۵ $\frac{1}{4}$ |
| ۱ / ۳۲                                  | ۶               |
| ۱ / ۱۳                                  | ۶ $\frac{3}{4}$ |
| ۱ / ۱۰                                  | ۷ $\frac{1}{4}$ |
| ۰ / ۸۹                                  | ۸ $\frac{1}{4}$ |

جدول ۳- تنش برشی ناشی از زمین‌لرزه و نسبت آن به تنش مؤثر محاسبه شده.

| زرفا | تنش برشی خاک | تنش برشی ناشی از زلزله |
|------|--------------|------------------------|
| ۵    | ۲۱/۶۱        | ۰/۲۱                   |
| ۱۰   | ۴۰/۹۵        | ۰/۲۰۴                  |
| ۱۵   | ۵۱/۱         | ۰/۱۷۰                  |

## کتابنگاری

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ روش، ب. و اشجعی، ا.، ۱۳۶۴- پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره تهران و پیرامون (پژوهش و بررسی لرزه‌زمین ساخت ایران زمین) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۶.

جعفری، م.، ۱۳۸۱- ریز پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شمال تهران از دیدگاه تأثیرات ساختگاهی، مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

جعفری، م. و اصغری، ا.، ۱۳۷۶- ریز پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای جنوب غربی تهران از دیدگاه تأثیرات ساختگاهی، مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

عکاشه، ب.، ۱۳۷۸- مبانی ژئوفیزیک، انتشارات وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، (۱۳۸۵)، مطالعات لرزه خیزی، ژئوتکنیک و ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر بم.

مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، ۱۳۸۴- آیین نامه ۲۸۰۰ طراحی ساختمان‌ها در مقابل زمین لرزه، ویرایش سوم.

## References

- Allen, M., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qarashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Albirz range, northern Iran, Journal of Structural Geology.
- Ambraseys, N. N., 1988- Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Structural dynamics, Vol.17, pp.1-105.
- Engalenc, M., 1968- Contribution a la Geologie Geomorphologie. Hydrogeologie, dela region de Teheran (Iran). C.E.R.H., Montpellier, France, 365pp.
- Ishihara, K. & Ansal, A. M., 1982- Dynamic Behavior of Soils, Amplification and Soil – Structure Interaction, Final Report, Report for Working Group D., UNDP/UNESCO Project on Earthquake Reduction in the Balkan Region.
- Japan Working Group for TC- 4 Committe, 1992- Seismic Zoning on Geotechnical Hazard, Draft Report, Workshop on Seismic Zoning Methodologies for Geotechnical Hazard, LNEC, Lisbon, Portugal.
- JICA, 2000- The study of seismic microzonation of the greater Tehran Area in the Islamic republic of Iran. Draft final report in 3 Volumes. Japan International Cooperation Agency (JICA) and Center for Earthquake and Environmental Studies of Tehran (CEST) Tehran Municipality. Pacific Consultant International (PCI) and OYO corporation.
- Kramer, S., 1996- Geotechnical Earthquake Engineering, PP. Prentice Hall, 653 PP.
- Rieben, E. H., 1953- Note preliminaire sur les terrains alluviaux de eheran et particulierment du territoire de Shemran Bulletin de Labratoire. Geologie, Mineralogie, Geophysique et Museum de Geologique de l'Universite de Lausanne 105, 1–12.
- Rieben, E. H., 1955- The geology of Tehran plain. American Journal of Science 253, 617–639.
- Rieben, E. H., 1966- Geological observations on alluvial deposits in northern Iran, Geological Survey of Iran 9, 39.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. & Vernant, Ph., 2006- Active Tracstension inside Central Alborz: A New Insight into Northern Iran-Southern Caspian Geodynamics, Rundschau 58, 951–973.
- Seed, H. B. & Idriss, I. M., 1971- Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefactin potential, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 97, No SM9, 1249-1273.
- Sykora, W. D. & Koester, P. J., 1988- Corclarions between Shear Resistance and Standard Penetration Resistance in Soils, Engineering and Soil Dynamics II, PP. 389-404.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Che'ry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J-F., Sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004- Deciphering Oblique Shortening of Central Alborz in Iran Using Geodetic Data, Earth & Planetary Science Letters, 233, 177-185.
- Vita-Finzi, C., 1969- Late quaternary alluvial chronology of Iran. Geologische.

# Geotechnical Investigation and Seismic Zonation of Alluvial Deposits in Western Tehran

U. Alladin <sup>1</sup>, M. Talebian <sup>2\*</sup>, M. Arian <sup>3</sup> & M. M. Ahmadi <sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Sciences and Research Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Sciences and Research Branch, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Professor, Faculty of Civil Engineering, Sharif University of Technology, Tehran, Iran

Received: 2012 April 03

Accepted: 2012 September 25

## Abstract

Earthquake is an undeniable phenomenon that can cause financial and social damage if occur in populated areas. Vulnerability of buildings is not just function of magnitude and distance from the epicenter but also depends on physical properties of soil. In this study we evaluate physical properties of alluvium in an area of approximately 100 square kilometers in west of Tehran between longitudes 51° 15' to 51° 23' and latitudes 35° 40' to 35° 50'. As a first step we collected field data regarding the alluvium deposits as well as location of Quaternary faults. We then combined this information with data from 440 boreholes which were acquired from more than hundred urban development projects. We use sedimentological diagrams of the boreholes to define three zones of coarse-, intermediate- and fine-grained material in the region. We considered physical and mechanical properties of the sediments to produce seismic amplification map of the area which shows three zones of high, moderate and no amplification. Finally, we investigated liquefaction potential of sediments, considering ground water level and structure of the basin and we have concluded that there is no potential of liquefaction in the area of study.

**Keywords:** Earthquake, Geotechnics, Alluvium, Seismic Zonation, Liquefaction

For Persian Version see pages 333 to 342

\*Corresponding author: M. Talebian; E-mail: [morteza100@yahoo.com](mailto:morteza100@yahoo.com)